

岩手県南西部の地質構造発達史について

著者	北村 信, 小高 民夫, 早坂 祥三
雑誌名	東北大学理学部地質学古生物学教室研究邦文報告
巻	47
ページ	1-20
発行年	1956-12-07
URL	http://hdl.handle.net/10097/33136

岩手県南西部の地質構造 発達史について

北 村 信
小 高 民 夫
早 坂 祥 三

1. 緒 言

こゝに言う岩手県南西部とは、胆沢郡若柳村・同郡衣川村より西磐井郡巖手村に亘る地域で、嘗て北村・谷が「岩手県胆沢郡西部及び西磐井郡西部の地質について」* として報告した地域の東半部に該当している。本報告は、前回報告の際に不備であつた当地域の層序区分の再検討を行い,** 新たに市野々原凝灰岩を認識し、同時に各層毎の構造解析を行つて、中部中新世以降の構造発達史について若干の再検討を加えたものである。本研究にあつては、東北大学地質学教室の各位並びに岩石学教室の加藤謙次郎氏、阿部正宏氏等より種々御指導と御助言を賜つた。又当教室の半沢正四郎教授及び教育教養部の畑井小虎教授に御校閲を賜つた。茲にあわせて感謝の意を表する。

2. 層 序 に つ い て

本地域の層序はすでに発表してあるが、今回の調査結果によつて訂正を加えてみると次の通りである。

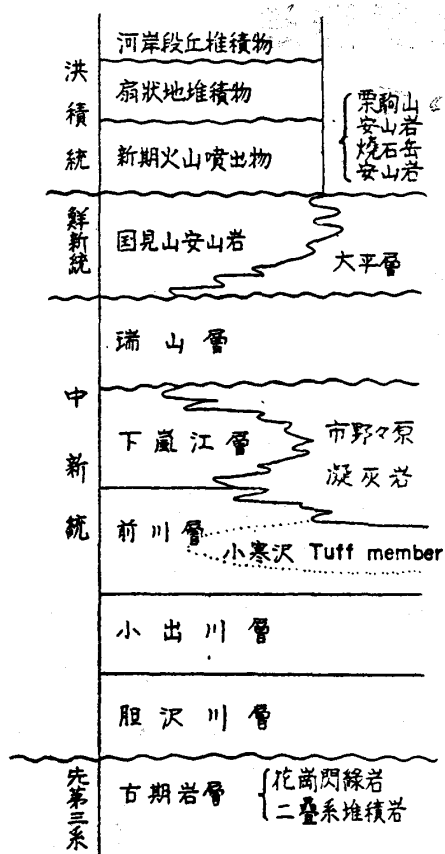
前川層以下の地層については従来通りで何等附加する事はない。新らしく設けた市野々原凝灰岩は前川層上部より下嵐江層全体に対して指交の関係にあつて、その後の構造運動とも密接な関係をもっている。従つて今回は前川層及びその上位層の再記載を行うことに止め、又新期火山噴出物以上のものについては省略する。

a. 前 川 層

本層の詳細については、すでに発表してあるので、こゝではその要点について述べる。模式地は胆沢郡若柳村胆沢川支流前川沿岸で、本地区の西部に南北に細長い分布をもつて

註 * 北村信・谷正巳 (1953) 岩手県胆沢郡西部及び西磐井郡西部の地質について、岩砥、第37巻第3号 103-106 頁, 第4号 140-147 頁。

** 昭和29年度石油開発事業の一端として岩手県庁より調査を依頼された。



いる。又磐井川上流鳴沢温泉附近より鬼越沢^{おにかべ}にかけて露出し、更に中央部地域南股川上流及び北股川上流高検能山東麓にも断片的に露出している。主として暗灰色板状淤泥岩よりなり、凝灰岩及び凝灰質砂岩を挟んでいる。この凝灰岩及び凝灰質砂岩は北村が嘗て小寒沢凝灰岩部層と呼んだもので、前川支流小寒沢に広く発達し、多少連続性に欠けるが、鬼越沢上流にも分布する事が判つた。又南股川上流に分布する前川層も小寒沢凝灰岩の一部を含んだものと考えられ、中央部地域にも小寒沢凝灰岩部層の発達があるものと考えられる。

本地域内では、化石はあまり発見されず、わずかに *Sagarites* sp., *Cyclammina* sp., 及びウニの棘などが認められた。

b. 下 嵐 江 層

本層の模式地は地区北西隅の下嵐江部落附近とする。全層厚約 400m であるが、地区北西部で最も厚く発達し、南部では約 200m に減じている。本層は、主として青灰色凝灰質砂岩・緑色凝灰質砂岩・灰色細粒凝灰岩・暗灰色ないし黒色頁岩及び青灰色含角礫凝灰岩からなっているが、地域により岩相・累積状態が異なっている。模式地附近では上・中・下の3部に分けられ、上部は青灰色凝灰質砂岩を主とし、石灰質ノジュール及びサンドパイプを含み、最上部の灰白色砂岩中に沢山の海棲貝化石を含んでいる。(第1表 Loc. 1, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 10, 11) 中部は暗灰色ないし黒色頁岩よりなり、その厚さ約 70m で、しばしば、油臭を発し、魚鱗, *Sagarites* sp., *Cyclammina* sp. などの化石を含んでいる。この暗灰色ないし黒色頁岩は下嵐江部落の南方前川沿岸によく発達し、その岩相・露出状態は裏日本油田地帯の船川層の黒色頁岩と非常に類似している。下部は淡緑色凝灰質砂岩よりなり、偽層の発達著しく、中部の黒色頁岩との互層部を経て約 100m の厚さをもっている。以上が模式地における下嵐江層の岩相及びその累積状態であるが、西部地域前川沿岸に発達する本層は、下部の淡緑色砂岩とその上の黒色頁岩・淡緑色凝灰質砂岩の互層部にあたっている。互層部の黒色頁岩は、暗灰色淤泥岩に変わり、淡緑色凝灰質砂岩は、南下するに従い薄くなり、しかも含角礫質になり、所によつて

ISAWA- AND NISHI-IWA-GUN,
IWA TE PREFECTURE

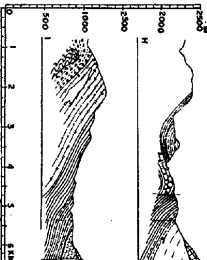
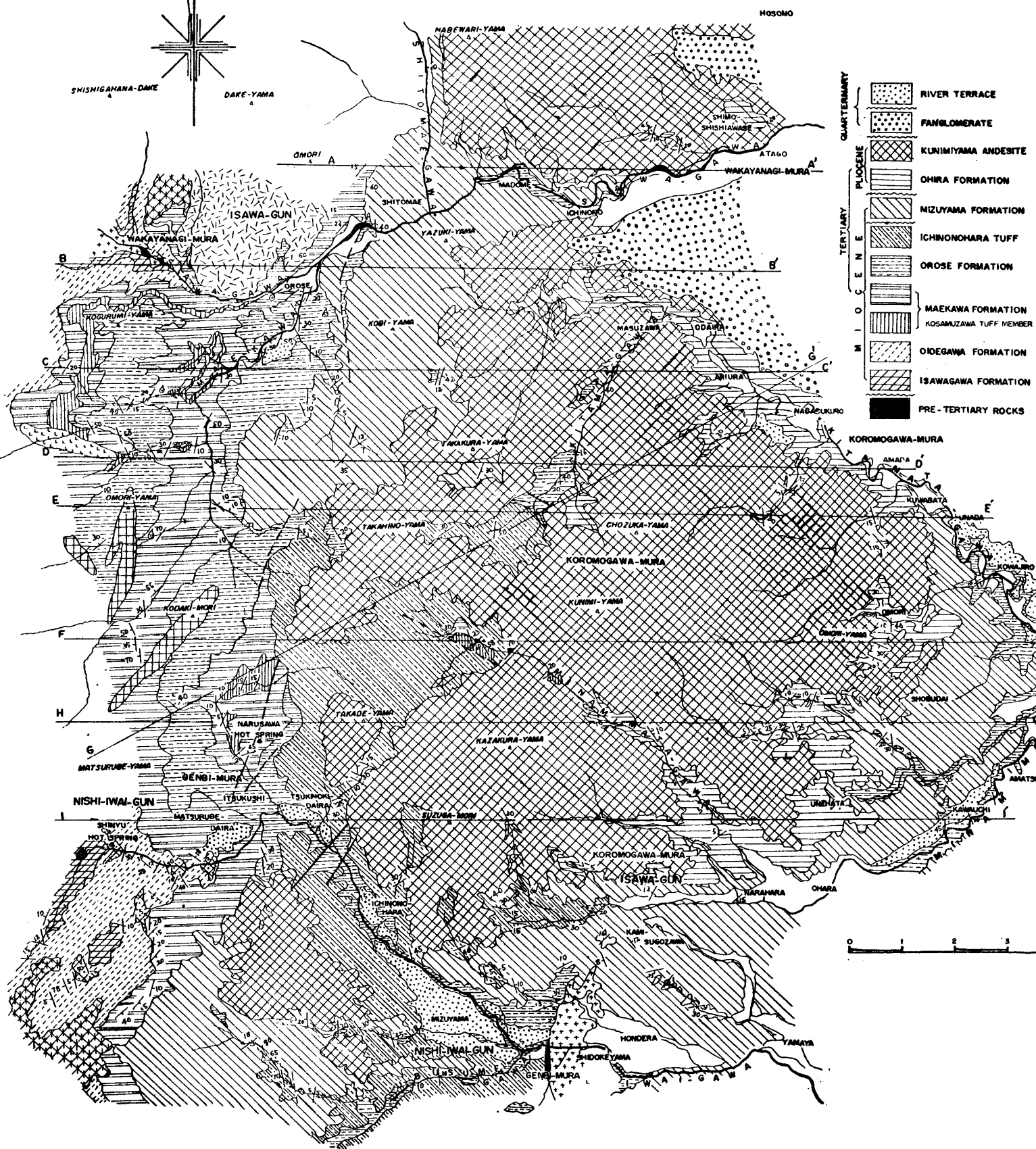


图2 地质断面图

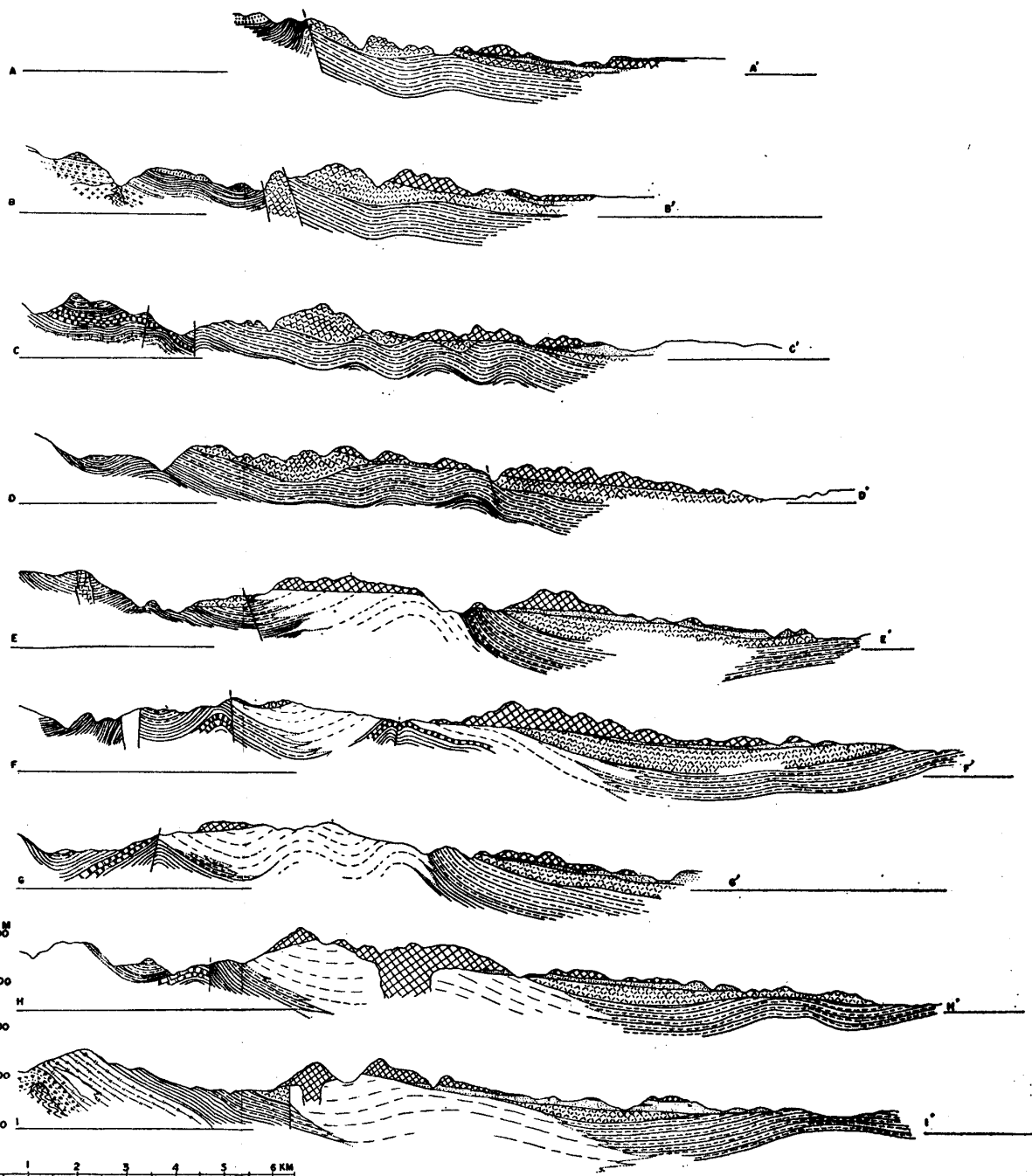
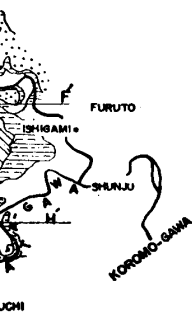


第 1 図 岩手県胆沢郡及び西磐井郡西部の地質図

VOLCANIC DETRITUS
YOUNGER VOLCANICS
(ANDESITE)

QUARTZ PORPHYRY
ANDESITE
BASALTIC ANDESITE

GRANODIORITE

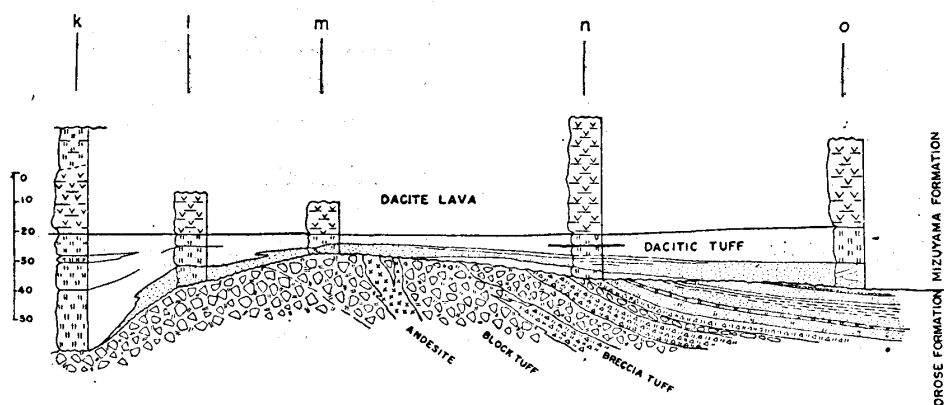


VOLCANIC DETRITUS	OHIRA FORMATION	ICHINOONOHARA TUFF	OIDEKAWA FORMATION
FANGLOMERATE	MIZUYAMA FORMATION	MAEKAWA FORMATION	ISAWABAWA FORMATION
KUNIMYAMA ANDESITE	OROSE FORMATION	KOSAMUZAWA TUFF MEMBER	PRE-TERTIARY

第 2 図 地 質 断 面 図

大きな石英粒をもった酸性の含角礫凝灰岩となつている。

前川の東側支流金山沢・本寺沢では、これら酸性の含角礫凝灰岩が著しく発達し、模式地における下嵐江層の岩相とは全くかけ離れた岩相となつている。これらの部分は、従来下嵐江層の一異相として取扱つてきたのであるが、明らかに後述の市野々原凝灰岩の一部として包含されるべきもので、下嵐江層の下部ないし中部と指交の關係にあると解される。南部の磐井川沿岸に発達する下嵐江層は、北部とはほぼ同様の岩相を示し、青灰色凝灰質砂岩・暗灰色淤泥岩・凝灰質砂岩・灰白色細粒凝灰岩及び含角礫凝灰岩などを主とするものとなつている。上部は青灰色凝灰質砂岩を主とし、所により連続性の乏しい亜炭薄層を挟んでいるが、磐井川沿岸端山附近より鳴沢温泉附近にかけては本層最上部に鮮緑色砂岩が発達し、沢山の海棲貝化石を含んでいる。中部は暗灰色淤泥岩・灰白色凝灰岩及び凝灰質砂岩の互層で、磐井川沿岸端山附近及び槻木平附近によく発達し、約 100m の厚さをもっている。模式地における中部の黑色頁岩の様にあまり石油臭を發せず、しかもかなり砂質になつてはいるが、筆者の 1 人北村が嘗て（昭和 23 年）故八木次男博士と鳴沢温泉附近の調査を行つた際に、この暗灰色淤泥岩中にアスファルトの滲出したものを採取している。東部地域衣川沿岸に発達するものは、本層の上・中部で、上部は青灰色凝灰質砂岩よりなり、時に偽層が発達し、北西部及び南部地域に比しその厚さも非常に薄く、且つ粗粒である。中部は南部地域と非常によく似ているが、層理の発達はあまりよくなく、細粒砂岩と暗灰色淤泥岩の互層となつている。



第 3 図 衣川地区の下嵐江層横断面図

しかし、暗灰色淤泥岩の発達は悪く、むしろ青灰色細粒砂岩ないし中粒砂岩の方がよく発達している。北股川沿岸川内附近では、本層下部が盛り上つて露出し、淡緑色を呈した

酸性の含角礫凝灰岩を主とし、西方に向い次第に粗粒となつている (第 3 図)。

本層は下位の 前川層 とは整合で、次に述べる市野々原凝灰岩とは指交の関係にある。

本層中よりの海棲貝化石は第 1 表の通りである。又衣川村女石^{おたす}附近に発達する本層中部の淤泥岩より第 2 表の如き有孔虫化石が発見された。

第 1 表 下 嵐 江 層 産 海 棲 貝 化 石

1. 西磐井郡厳美村鳴沢温泉南方 1 軒	<i>Venericardia</i> sp.
<i>Glycymeris oinouyei</i> Nomura	<i>Trachycardium</i> cfr. <i>narusawaense</i> (Nomura)
<i>Ostrea</i> sp.	<i>Dosinia</i> cfr. <i>japonica</i> (Reeve)
<i>Lucinoma</i> sp.	
<i>Trachycardium narusawaense</i> (Nomura)	4. 西磐井郡厳美村市野々原北西約 1 軒
<i>Venus</i> cfr. <i>securis</i> Shumard	<i>Dosinia</i> sp.
<i>Peronidia protovenulosa</i> Nomura	5. 胆沢郡衣川村豊巻橋の下
<i>Mactra kurikoma</i> Nomura	<i>Nuculana</i> sp.
<i>Batillaria</i> sp.	<i>Macoma</i> sp.
<i>Polinices</i> sp.	6. 胆沢郡若柳村下嵐江
<i>Neverita</i> sp.	<i>Chlamys</i> cfr. <i>heteroglyptus</i> (Yokoyama)
<i>Siphonalia</i> sp.	7. 西磐井郡厳美村小猪岡川落合附近
<i>Nassarius</i> sp.	<i>Dentalium yokoyamai</i> Makiyama
<i>Benthovoluta</i> sp.	8. 西磐井郡厳美村槻木平北西 1 軒
"Lora" sp.	<i>Anadara</i> cfr. <i>amicula</i> (Yokoyama)
Gastropoda gen. et sp. indet.	<i>Trachycardium narusawaense</i> (Nomura)
2. 西磐井郡厳美村市野々原北西約 500 米 磐井川東岸河崖	<i>Clinocardium shiobaraense</i> (Yokoyama)
<i>Limopsis</i> sp.	<i>Dosinia kaneharai</i> Yokoyama
<i>Venericardia</i> sp.	<i>Clementia</i> sp.
<i>Macoma</i> cfr. <i>tokyoensis</i> Makiyama	<i>Schizothaerus</i> ? sp.
<i>Tellina protovenulosa</i> Nomura	9. 胆沢郡衣川村衣川沿岸豊巻南東 500m
<i>Mya</i> sp.	<i>Lucinoma otukai</i> Hatai and Nisiyama
<i>Panope</i> sp. (<i>japonica</i> ?)	<i>Macoma calcarea</i> (Gmelin)
<i>Thracia genbiana</i> Nomura	10. 胆沢郡衣川村役場裏
Gastropoda gen. et sp. indet.	<i>Anadara</i> sp.
3. 胆沢郡若柳村下嵐江南方坊沢上流	11. 胆沢郡衣川村寺袋東方 500m
<i>Arca</i> ? sp.	<i>Lucinoma otukai</i> Hatai and Nisiyama
<i>Glycymeris vestitoides</i> Nomura	<i>Argobuccinum</i> sp.

第 2 表 下 嵐 江 層 産 有 孔 虫 化 石
(北村・小高採集)

産 地：胆 沢 郡 衣 川 村 女 石^{おたす}

<i>Martinottiella communis</i> (d'Orbigny)	1
<i>Robulus nikobarensis</i> (Schwager)	2

<i>Nodosaria deceptor</i> Schwager	4
<i>N. cf. subscalaris</i> Cushman	4
<i>Lagenonodosaria fukushimaensis</i> Asano	33
<i>Marginulina glabrata</i> d'Orbigny	1
<i>M. masudai</i> Asano	1
<i>Lagena apiopleura</i> Loeblich and Tappan	3
<i>L. laevis</i> (Montagu)	1
<i>L. striata</i> (d'Orbigny)	1
<i>L. sulcata laevicostata</i> Cushman and Gray	1
<i>Guttulina asanoi</i> Iwasa and Kikuchi	6
<i>G. lactea</i> (Walker and Jacob)	3
<i>G. orientalis</i> Cushman and Ozawa	3
<i>G. pacifica</i> (Cushman and Ozawa)	7
<i>Globulina gibba</i> d'Orbigny	2
<i>Sigmomorphina notoensis</i> Asano	2
<i>Nonion japonicum</i> Asano	1
<i>N. nicobarense</i> Cushman	9
<i>N. pompilloides</i> (Fichtel and Moll)	1
<i>Pseudononion japonicum</i> Asano	2
<i>Elphidium sendaiense</i> Takayanagi	16
<i>Uvigerina proboscidea</i> Schwager	117
<i>Eponides umbonatus</i> (Reuss)	4
<i>Buccella frigida</i> (Cushman)	2
<i>B. cf. inusitata</i> Andersen	13
<i>Baggina notoensis</i> Asano	3
<i>Valvulineria cf. sadonica</i> Asano	2
<i>Cassidulina</i> sp. A	2
<i>Epistominella japonica</i> (Asano)	25
<i>Ehrenbergina bosoensis</i> Takayanagi	1
<i>Pullenia bulloides</i> (d'Orbigny)	1
<i>P. salisburyi</i> R. E. and K. C. Stewart	2
<i>Anomalina glabrata</i> Cushman	7
<i>Cibicides aknerianus</i> (d'Orbigny)	4
<i>Globigerina bulloides</i> d'Orbigny	12
<i>Globigerina inflata</i> d'Orbigny	1
	<hr/>
	300

c. 市野々原凝灰岩

西磐井郡巖美村市野々原附近を模式地とする。全層厚は正確に測り得ないが、最も厚い所で 400m と概算される。下嵐江層とは指交の関係にあり、本凝灰岩の最下底部は更に前川層とも一部指交の関係にあると考えられる。

本凝灰岩は比較的酸性の火山碎屑岩々体であつて、おもに淡青緑色含角礫凝灰岩からな

り、石英安山岩及び同質集塊岩を伴っている。一般に塊状無層理のもの多く、時に青灰色～白灰色の凝灰質淤泥岩や暗灰色の淤泥岩を層状に挟在する事もある。本凝灰岩は地域毎に変質の程度が異り、高手山北方・南股川最上流より鬼越沢最上流にかけての一带は最も変質の程度が強く、灰白色粘土状に変質し、非常に多くの細粒の硫化鉄鉱によつて汚染されている。高手山以南のものは幾分変質の程度は弱く、含角礫凝灰岩中の浮石は緑泥石化し、灰色の基地中に淡緑色の斑点を散らした観を呈している。安山岩・淤泥岩などの角礫はあまり変質していない。市野々原附近では、含角礫凝灰岩中に屢々層理のよく発達した灰白色凝灰質淤泥岩を挟み、一部ではそれらの互層となつている。磐井川以南では、変質の程度は更に弱まり、凝灰質淤泥岩及び凝灰質砂岩を頻繁に挟んでいる。高検能山・国見山の山麓・南股川上流から北股川最上流にかけての一带は、石英安山岩が広く分布し、その下位に輝石安山岩が発達している。共に著しく変質しているので肉眼的には区別出来ない。又共に集塊岩・含角礫凝灰岩を伴い両者混然としているので、下位の輝石安山岩及びその碎屑物も一応本凝灰岩に一括した。石英安山岩は淡緑色を呈し、斑状構造を示し、鏡下で斜長石・石英・輝石の斑晶が識別され、石基は微晶硅長質である。斑晶及び石基の一部は緑泥石化作用及び炭酸化作用をうけて変質しているものが多い。輝石安山岩は緑色粗粒で、斑状構造を示す。鏡下で斜長石・普通輝石の斑晶を多く有し、若干の紫蘇輝石を伴っている。石基は比較的玻璃の少い填間組織を示し、斜長石の微晶よりなつている。変質の程度は強く、石英安山岩同様緑泥石化作用及び炭酸化作用をうけているものが多い。北股川上流に分布する本層は、下嵐江層中部の黒色頁岩・灰白色凝灰質砂岩の互層部と前川層上部の暗灰色硬質頁岩との間に指交の関係で接している。これはおもに含角礫凝灰岩よりなつているが、前川層と指交している部分には上述の輝石安山岩が多く、下嵐江層と指交している部分には石英安山岩が多い。

本層分布地域の中心部では、国見山安山岩によつて直接不整合に被われ、その周縁部即ち北部及び南部地域では、瑞山層によつて不整合に被われている。瑞山層によつて被われる場合は、瑞山層下部の礫岩・凝灰質淤泥岩・凝灰質砂岩の発達を欠き、瑞山層上部の石英安山岩或は集塊岩が直接重なつている。しかしその境界は不規則で、しかも瑞山層の石英安山岩はほとんど変質していないので、容易に両者の区別は出来る。

d. 瑞 山 層

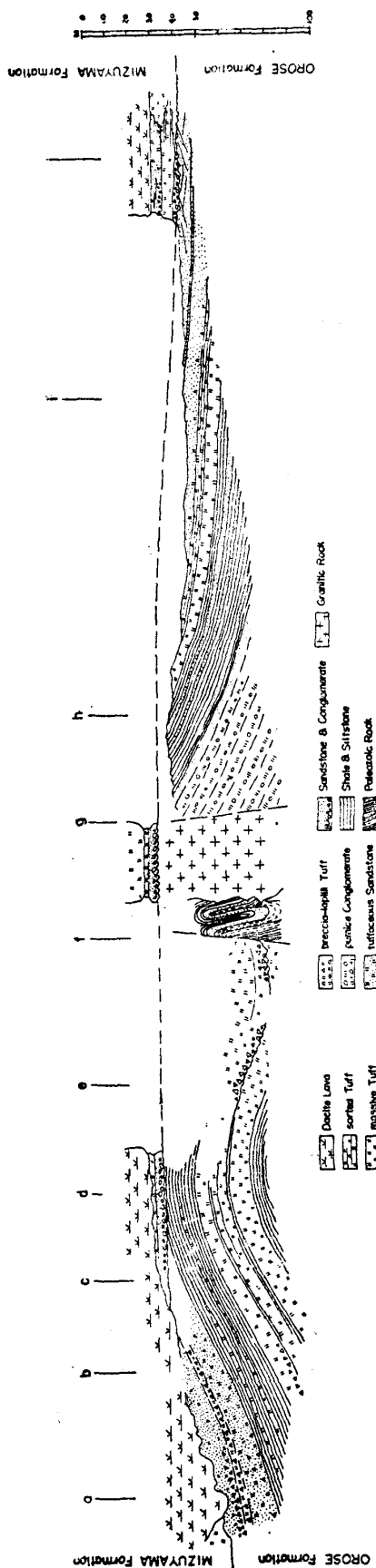
西磐井郡巖美村瑞山部落北方磐井川沿岸一带を模式地とし、調査地域北部と南東部とにわかれて分布するが、岩質・層位関係より両者は同一層に属すると考えられる。全層厚約

200m。本層は石英安山岩・同質熔結凝灰岩 (Welded Tuff)・含浮石凝灰岩を主とし、底部に 5~10 m 程度の凝灰質淤泥岩・同質砂岩の不規則な互層が発達し、最下位に厚さ 1~4m の礫岩が発達している。中央部の市野々原凝灰岩分布地域に接近するに従って、本層下部の互層の発達是一般に悪くなるが、北西縁部では、下部の互層部に白色の石英砂が発達し、尿前川上流では亜炭及び礫岩の挟在も認められる。下嵐江部落南方坊沢上流では亜炭を伴った白色の石英砂が著しく発達し、下嵐江層最上部の凝灰質砂岩上に平行不整合で重なっている。市野々原凝灰岩分布地域の南縁に発達する本層は、下部の互層部の発達悪く、むしろ石英安山岩質凝灰岩が直接市野々原凝灰岩と接している。磐井川沿岸に発達する本層は、地域東部衣川附近に発達するものと同様に、下嵐江層の緩く褶曲した構造を載って不整合に重なっている。これら東・南部の本層下部は礫岩・凝灰質砂岩・凝灰質頁岩などよりなり、時に亜炭薄層を挟んでいる。上部は熔結凝灰岩・石英安山岩・浮石質凝灰岩などからなっている。本層中の石英安山岩は淡灰色粗粒で、斑状構造を示し、斜長石・石英・雲母・普通輝石・紫蘇輝石の斑晶を有し、石基は玻璃質で流状構造を示している。又本石英安山岩は上位及び下位に熔結凝灰岩 (Welded Tuff) を伴い、その境界不鮮明の場合多く、側方に（水平に）熔結凝灰岩・浮石質凝灰岩に漸移する傾向がある。熔結凝灰岩の浮石は、しばしば扁平化し、しかも鏡下でみると明らかに再熔融した形状を示し、黒灰色の玻璃となっている。又我々が石英安山岩としたものの自体にも、黒灰色の玻璃がパッチ状にはゞ平行に横に延びて多数存在するので、熔結凝灰岩の一部が石英安山岩熔岩と全く同様の岩相に変っているのではないかと考えられる。

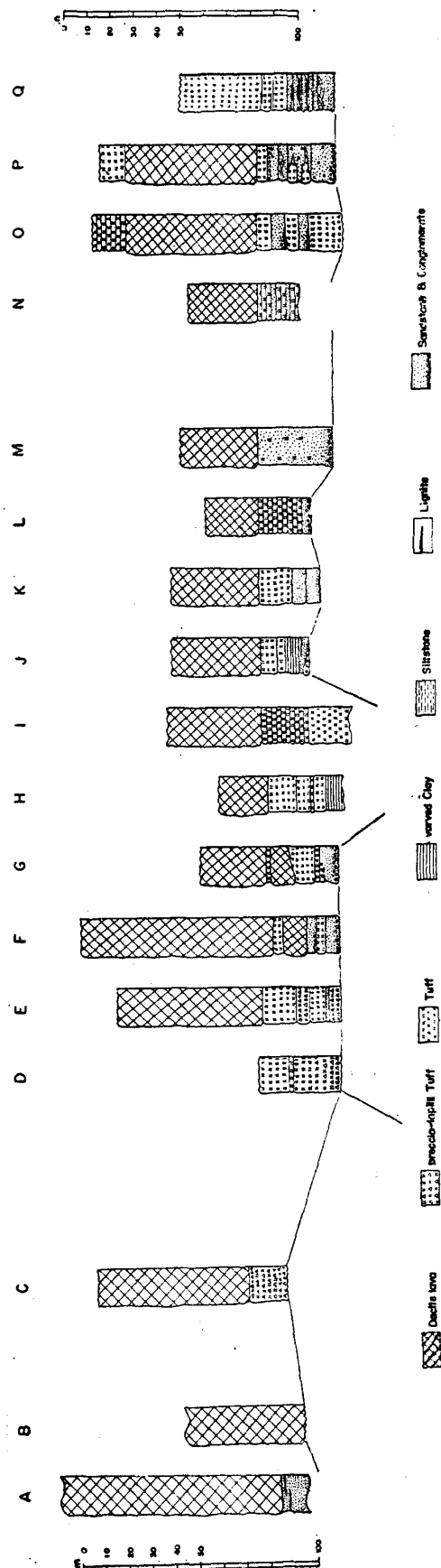
e. 大 平 層

胆沢郡衣川村大平附近一帯とする。層厚最大 120 m で、後述の国見山安山岩と指交の関係にある。従って国見山安山岩の著しく発達している地域では本層は尖滅している。本層は砂岩・礫岩及び砂質頁岩の不規則な互層よりなり、時に亜炭層を挟在する。

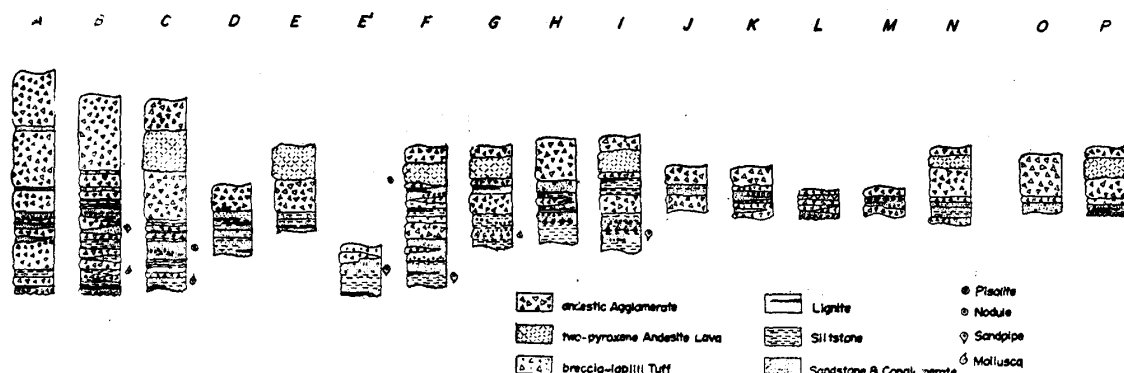
一般に東方に厚さを増し、海棲貝化石を多く含み、岩質も雲母質細粒砂岩ないし青灰色淤泥岩が多くなる。これに反し、東南部では厚い亜炭を挟み、砂岩・礫岩の発達が著しくなる。西部では、火山岩質礫岩が多くなり、国見山安山岩と頻繁に指交し、ついに国見山安山岩々体に移行する。北東部衣川沿岸国見山安山岩分布地域とのほぼ境界近くに発達する大平層下部に *Ostrea reef* (蛎蠣殻礁) がほぼ東西に延びて存在している。本層中よりは第 3 表に示す様な化石を産する。



第 4 図 磐井川沿岸瑞山地区の下嵐江層横断面図



第 5 図 瑞山層の柱状図 A, B, C... は第 9 図の産地 A, B, C... と一致する



第 6 図 大平層及国見山安山岩の柱状図
A, B, C... は第 10 図の産地 A, B, C... と一致する

第 3 表 大平層産貝化石

胆沢郡衣川村北股川沿岸
Anadara amacula (Yokoyama)
Patinopecten poculum (Yokoyama)
Clinocardium fastosum (Nomura)
Callista brevisiphonata (Carpenter)
Schizothaerus keenae Habe
Macoma incongrua (Martens)
Macoma cfr. *calcareo* (Gmelin)
Macoma cfr. *praetexta* (Martens)
Panope japonica A. Adams
Thracia cfr. *pertrapezoidea* Nomura

胆沢郡衣川村南股川沿岸
Anadara amacula (Yokoyama)
Anadara sp. (juvenile form)
Patinopecten sp. (juvenile form)
Macoma cfr. *praetexta* (Martens)

石及び紫蘇輝石の微晶が散在している。又副成分鉱物として磁鉄鉱の微粒が存在する。これらはほとんど変質しておらず、わずかに玻璃及び有色鉱物の一部が炭酸化作用をうけている程度にすぎない。

扇状地堆積物及び火山碎屑物などについては前回の報告で記載した事柄とほとんど変わらないので省略する。

3. 地質時代及び対比について

前回の報告以後之を訂正、附加する事はないのであるが、今回下嵐江層中部の淤泥岩より有孔虫を採取し、東北大学地質教室の高柳洋吉学士の鑑定により第 2 表の如き結果を得

f. 国見山安山岩

国見山を中心として分布し、両輝石安山岩及びその集塊岩・火山岩質礫岩などからなり、その分布及び大平層との指交の関係は第 6 図に示した通りである。本岩は、西方地域では下嵐江層・市野々原凝灰岩・瑞山層の上に直接不整合に重なり、東方地域では大平層と指交しつつその上位に重なっている。

本岩の両輝石安山岩は、暗紫色粗粒で、斑状構造を示し、鏡下で斜長石・紫蘇輝石・普通輝石の斑晶が認められる。紫蘇輝石は普通輝石よりも多く認められる。石基は微晶質の玻璃基流晶質組織を示すものが多く、普通輝

たので、前川層より下嵐江層までの地質時代及び対比について若干吟味してみたいと思う。下嵐江層の貝化石を最初に記載された野村七平博士は之を Upper Miocene とし、後畑井小虎博士は恐らく台島・西黒沢層に対比され Middle Miocene に相当するのではないかとされた。しかし、之等の報告をされた際には下嵐江層に相当する地層の下位は全く調査されていなかった。前回北村が報告した際には下嵐江層の下位には小出川層・前川層が存在し小出川層以下はいわゆる Green Tuff によつて構成され、前川層下部は秋田の須郷田層に対比され、前川層中上部は女川層に対比される事を明らかにした。しかしその上位の下嵐江層には船川層と直接対比するに有利な化石の発見はされず、下嵐江層は層位的に蔵田延男* の菱内層と対比され、井尻正二** の黒沢層に対比されるべきであろうとし、古生物の相違は推積盆地の相異によつて生じたものだろうと解釈した。今回高柳吉学士により鑑定された有孔虫の中 *Marginulina masudai* Asano, *Guttulina asanoi* Iwasa and Kikuchi, *Sigmomorphina notoensis* Asano, *Elphidium sendaiense* Takayanagi などは仙台附近の旗立層、秋田の須郷田層より報告されているものであるが、個体数が非常に少ないので (5% 以下)、果して之等の種によつて旗立層、須郷田層と対比してよいかどうか疑問である。又 *Uvigerina proboscidea* Schwager は個体数が非常に多く、117個の個体を得ている (全体の約40%)。この種は嘗て岩佐三郎*** が秋田県本荘市周辺の有孔虫を報告した際に、館層の *Martinotiella Zonule* に最も多く他からはあまりなかったと云っている。館層は黒色頁岩で船川層に対比される地層であり、*Cyclammina* を多く含むので下嵐江層とよく似ていると考えられるが何等積極的な資料とはならない。しかし今回の下嵐江層の有孔虫の資料によつて下嵐江層の化石中に旗立層須郷田層とよく似たものがある事と同時に館層にも似ている点が指摘された。今後更に詳細な層序及び化石の研究によつて裏日本油田地帯と脊梁山脈並びにその東側の層序対比をより正確に行いたいと思つている。

4. 地質構造について

本地区の構造の概要はすでに報告してあるので、今回は各層の分布とその構造について逐次吟味してみることとする。

註 * 蔵田延男 (1941) 本邦油田の地質構造の研究 (第1報) 仙人峠・黒沢間の第三紀層, 石油技協 第9巻 第2号。

** 井尻正二 (1941) 本邦油田の地質構造の研究 (第1報) 横手・仙人峠の第三紀層, 石油技協 第9巻 第2号。

*** 岩佐三郎 (1955) 秋田県本荘市周辺の有孔虫化石群., 地質学雑誌第61巻, 第721号, 1-15頁。

a. 下嵐江層の分布及び構造

本層は、断片的ではあるが全地域を取囲んで分布し、北部地域では局所的にその露出をみせるに過ぎないが、西縁部及び南部地域ではほぼ連続している。又北東部では地下に没し、東部地域にいたり再び地表に露出して分布する。中央部地域では、後述の市野々原凝灰岩

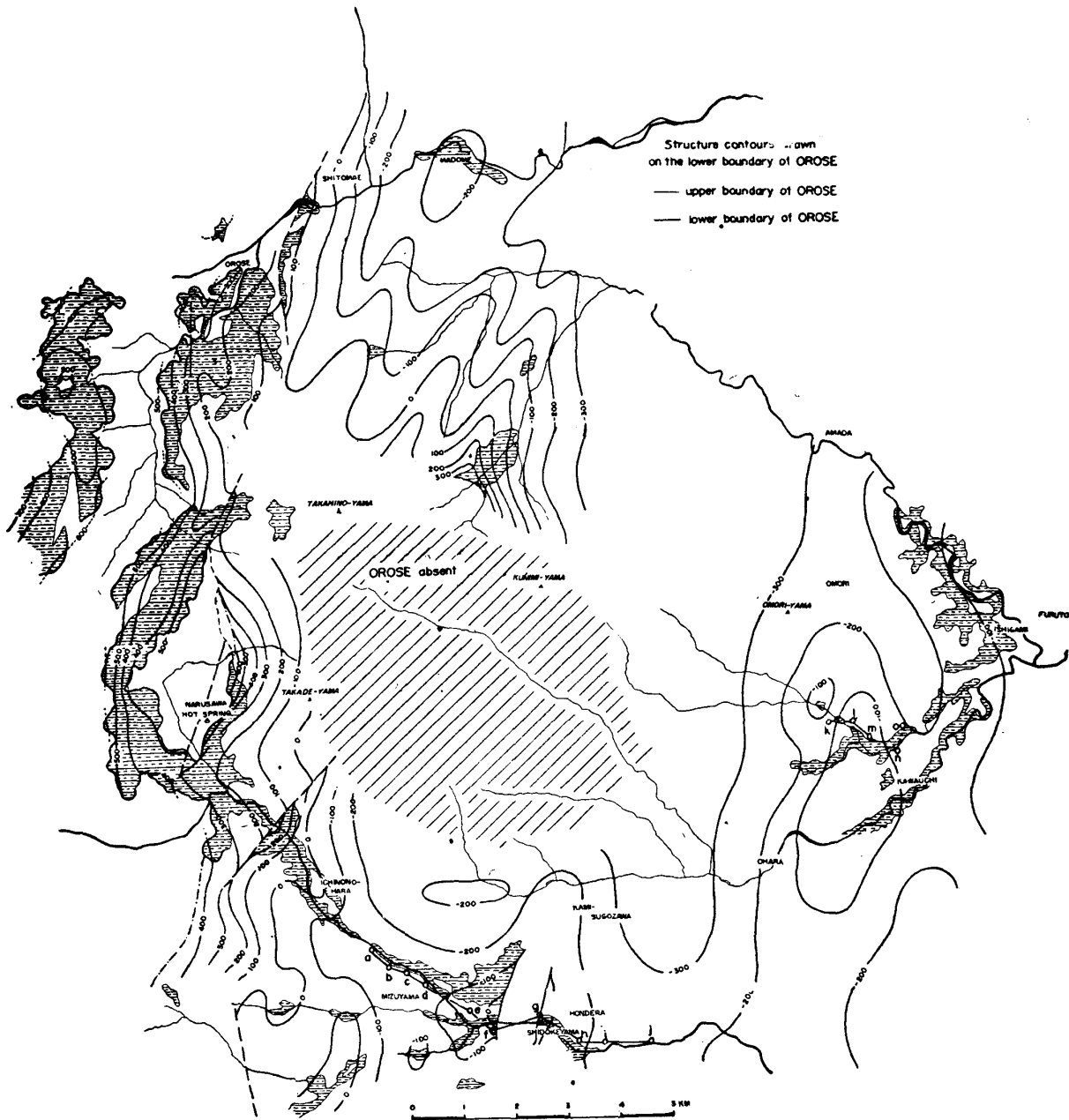


Fig. 7 Map showing the distribution and structure of Orose Formation

第 7 図 下嵐江層の構造図

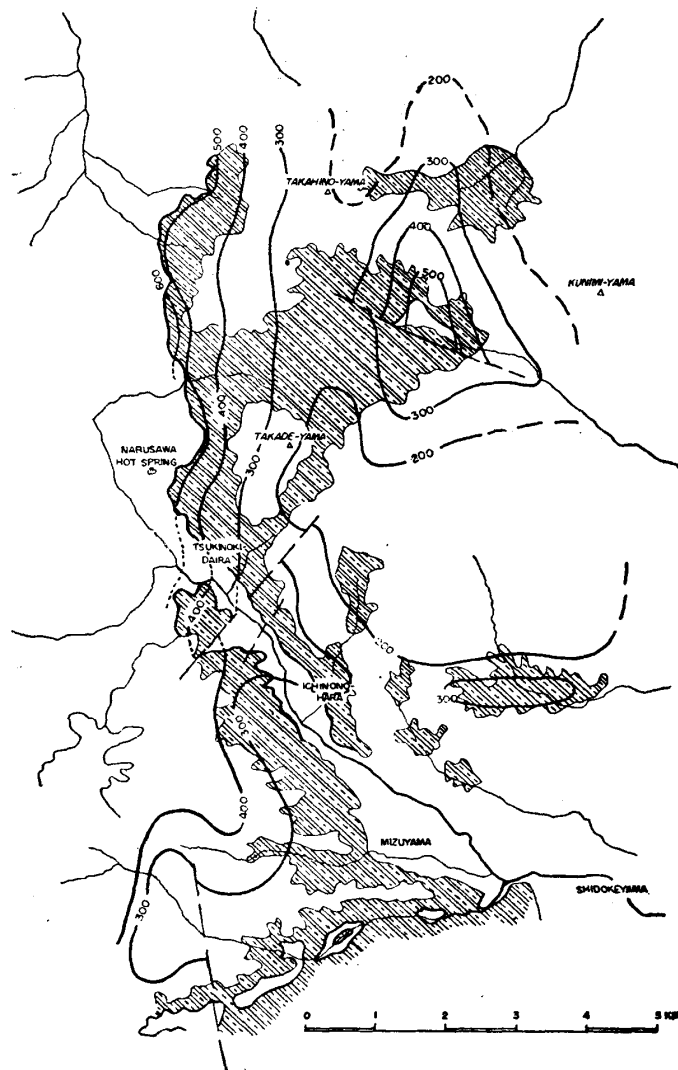
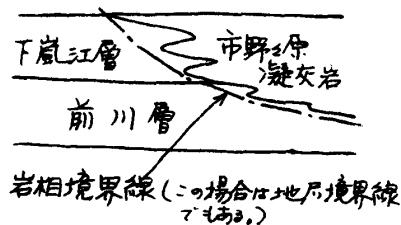
によつて置換えられ、下嵐江層は地下にも分布していない。中央部地域の北縁部より北部地域にかけて断片的に分布する下嵐江層では、市野々原凝灰岩との指交の舌部 (tongue) が急速に薄くなり、北東部地域の地下に没した部分でも下嵐江層は正常の岩相をもつて分布しているだろうと推定される。地区西縁部にほぼ NS に延びて分布する下嵐江層と、地区西端部に独立して分布するものとの間には 1 つの大きな背斜があり、下嵐江層の分布は断ち截られている。

西縁部より中央部地域にかけての下嵐江層は、その北部と南部で多少構造を異にしている。すなわち、その北部では、はじめは東傾斜の単斜構造を作っているが、中央部に接近した部分にいたると、瑞山層分布下に瑞山層の構造とほぼ調和した複雑な褶曲をしている。その褶曲軸は NNE—SSW で、3 背斜 3 向斜をつくり、東端の背斜東翼は緩かに中央部の大きい向斜の西翼となつている。又その南部では、下嵐江層の露出地域内にこの褶曲帯の延長部があらはれ、1 向斜 1 背斜を作り、鬼越沢上流では前川層が露出している。東翼の下嵐江層は市野々原凝灰岩と指交し、中央部に向い急速に岩相を変えて市野々原凝灰岩に置換えられている。この関係は、鬼越沢上流における下嵐江層の 500m の地下等高線が市野々原凝灰岩の 500m の地下等高線と截り合ついる事でもわかる。又中央部地域では、直接下位の前川層と市野々原凝灰岩が重なつているので、この附近の 400m 以下の地下等高線は極めて不確かなものと言わなくてはならない。南部地域磐井川沿岸では、大きな 2 つの向斜をつくつて、その中央に^{しどけ}四度花山の古期岩層の地畳が突出し、西縁部との境界槻木平附近で、NE—SW 性の衝上断層を伴つて西側に押しあげている。東部地域では、緩かな (10° 内外) 西傾斜をもち、中央部の大きな向斜の東翼を形成している。

b. 市野々原凝灰岩の分布及びその構造

第 8 図に示した様に、本層は地区の中央部より南部の地域に分布し、ほぼ NS の走向をもつて一般に東方に傾斜している。磐井川沿岸槻木平附近では NE—SW 性の衝上断層で東より西へ若干押し上げている。南股川上流より北股川上流にかけて大きな「たかまり」があり、その南部は東西性の断層で断ち截られている。この「たかまり」の北方延長は、下嵐江層の背斜に連なるものであるが、市野々原凝灰岩の推積はなかつたものと考えられる。又この「たかまり」の附近では石英安山岩・輝石安山岩が多く、市野々原凝灰岩特有の含角礫は少い。さらにこの周辺部は変質の程度が強く、輝石安山岩・石英安山岩は下嵐江層の下部ないし前川層上・中部と指交しているなどの事から、この「たかまり」の附近は市

野々原凝灰岩の火山碎屑物供給源で、当時の火口近くに位置していたろうと考えられる。市野々原凝灰岩は、既述の様に、下嵐江層及び前川層の一部と指交の関係にあるので、その基底を1つの推積面と見做して地下等高線図を描く事は出来ない。第8図の地下等高線は、大体の構造の傾向性を掴むために、西縁部及び南縁部の下嵐江層との境界とその傾斜より算出し、中央部では南股川上流に露出する前川層との境界とその傾斜より算出して描いたものである。したがって、正確な地下等高線とは言えず、下位の下嵐江層基底で描いた地下等高線と同じ高さで重なり合った様な所（例えば鬼越沢上沢及び本寺沢上流）では下嵐江層が全く欠けた事となり、あたかも不整合関係を示す様にみえるが、この関係は、下嵐江層が侵蝕によって取り去られてから市野々原凝灰岩が重なった事を示すのではなくて下図の様な岩相境界線を示しているのであると考えればよい。市野々原凝灰岩は下嵐江・前川両層との特殊な層位関係にもかゝわらず、その構造線図を大観してみても、下嵐江層の地下等高線図とは大した構造の違いは読みとれず、ほとんど調和した分布・構造を示している。



Structure contours drawn on the lower boundary of ICHINONOHARA

- upper boundary of ICHINONOHARA
- - - lower boundary of ICHINONOHARA

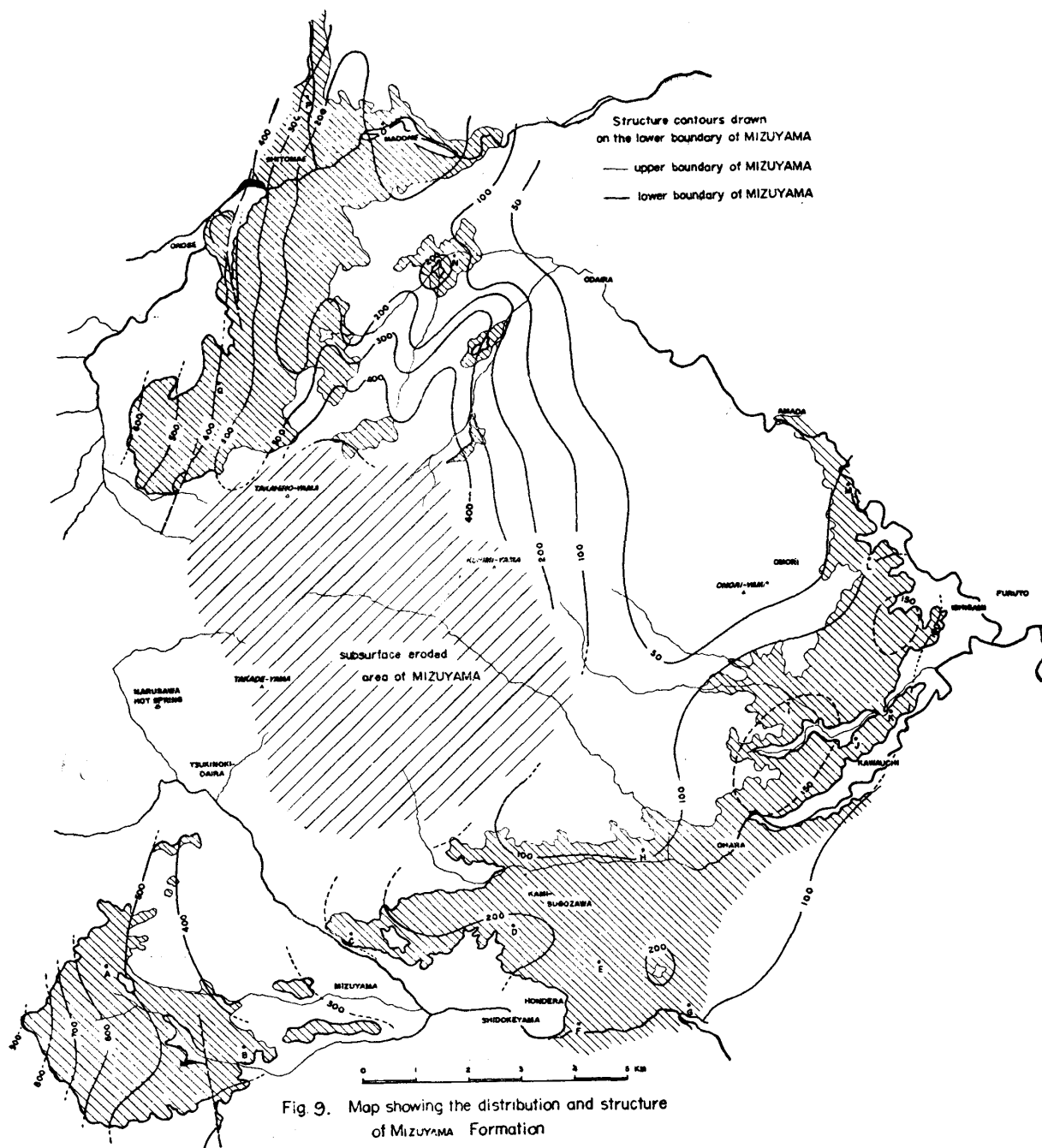
Fig.8 Map showing the distribution and structure of ICHINONOHARA Tuff

第8図 市野々原凝灰岩の構造図

しかし、中央部地域の下嵐江層の推積しない地域で下位の前川層と果してどの程度調和した構造をもっているかと言ふ点については資料不足のためわからなかった。

c. 瑞山層の分布及びその構造

第9図に示した様に、瑞山層は本地区の北部と南部に分かれて分布し、中央部には分布



第 9 図 瑞 山 層 の 構 造 図

していない。地下等高線は瑞山層基底の標高と、その傾斜とによつて描いたもので、地下深所は地表に分布する本層の層準より算定して描いた。本層は、北部地域では可成り複雑な構造を示し、ほぼ NNE—SSW の数条の褶曲帯をつくりつゝ東へ傾斜している。中央部地域に向ふにしたがい次第にその高さを増し、中央部地域では本層は欠けている。又南部地域でも中央部に向ふにつれて盛り上つてはいるが、北部地域ほど褶曲はせず、西方より東方に向い次第に低下し、本寺附近ではほぼ水平になり、東方地域で再び緩かに盛り上つてはいる。中央部地域に向い次第に瑞山層がなくなつていく状態を更に詳しく観察すると、先づ第一に、この中央部地域の大部分は前に述べた市野々原凝灰岩分布のほぼ中心部にあつたっている（市野々原凝灰岩の「たかまり」もこの中にはいる）事、第2にこの中心部に向ふに従つて瑞山層下部は次第になくなり、上部の石英安山岩あるいは石英安山岩質凝灰岩が直接市野々原凝灰岩に *Overlap* している事などがわかる。したがつて、瑞山層推積前に、市野々原凝灰岩分布の中心部はすでに或程度高くなつていて、瑞山層推積後国見山安山岩噴出前にさらに持ちあげられ、瑞山層は何らかの作用（侵蝕？）によつて取去られたために、中央部地域には欠けているのだらうと推定される。

又本層の構造を全般にわたつてみると、既述の下嵐江層・市野々原凝灰岩の構造とよく調和しているので、大きな構造は瑞山層推積後に完成したのである事がわかる。しかしながら瑞山層と市野々原凝灰岩・下嵐江層との間には常に不整合が存在している（第3図及び第4図）ので、この大きな構造運動は瑞山層推積前恐らく市野々原凝灰岩の噴出を契期として起り、瑞山層推積後まで引続いていたものであつて、瑞山層推積前の推積の中絶がこの不整合をもたらしたものであると考えられる。

d. 大平層及び国見山安山岩の分布とその構造

第10図に示した様に、これらは本地域ほぼ中央部より東部地域にかけて分布し、西部より東部に向い緩く傾斜している。大平層の推積物（碎屑物）の厚さを示す等高線で示される様に、本層はほぼ NNE—SSW の走向をもっている。すなわち、東方の低地帯には海水（半鹹水）の侵入があつて大平層を推積させ、同時に西方の高地には国見山安山岩噴出があり、当時の海岸線（潟の沿岸線）はほぼ NNE—SSW に延びていた事がわかる。これら両層基底の構造線は、国見山安山岩の基底が非常に複雑なため描く事は出来ない。

しかし、分布からみても、瑞山層以下の地層の構造とは全く異つていて、東北縁部に露出する大平層の若干の転位をのぞいては、大平層推積後大きな変動はあまりなかつたものと考えられる。

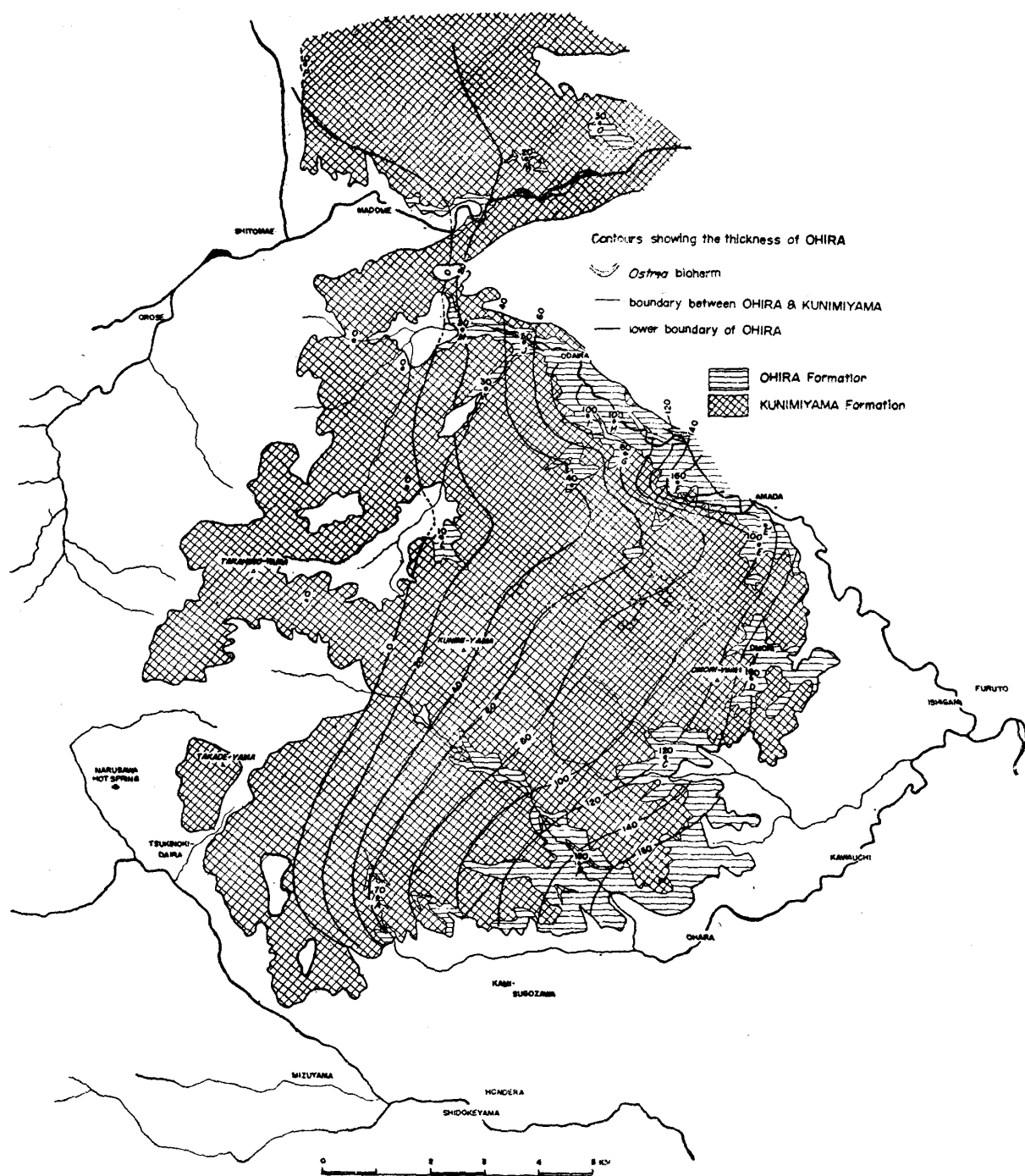


Fig. 10 Map showing the distribution of OHIRA Formation & KUNIMYAMA Andesite

第 10 図 大平層及び国見山安山岩の分布図（等厚線は大平層の厚さを示す）

5. 構造発達史について

既に構造の項において若干述べてきたことであるが、これらを地史的に取纏めてみる。

古生層及びこれを貫いた花崗閃緑岩の長期に亘る侵蝕の後、地盤沈降と同時に起つた新第三紀初期の塩基性の火山活動があり、胆沢川層を推積させた。この活動に引続いて可成り酸性の活動が断続的に行はれ、一部に黒色淤泥をも沈積させ、小出川層が形成された。この初期の火山活動の終止と共に海は次第に深度を増し、静穏となり、前川層の推積期に入った。前川層の推積時は海侵の最高潮期で、現在の脊梁山脈の東西を通じてほぼ同様の環境下であり、共に裏日本地向斜の縁辺部を構成していた。現在の脊梁山脈の背斜部はその頃より海底で緩慢な上昇運動を行いはじめ、その結果局部的に侵蝕が行われ、礫岩を推積した。以上は前川層形成時までの地史であり、既に前回報告したところを取纏めたのであるが、前川層推積時に小寒沢凝灰岩の推積を可能ならしめる様な火山活動が可成りにあり、その火山活動がこの推積盆地の構造発達史に大きな役割をしていた事を今回こゝに取纏めてみる。

本地区中央部に発達する市野々原凝灰岩の下部に輝石安山岩の活動があり、既述の如く前川層或は小寒沢凝灰岩と同時期の推積物と見做される事から、前川層推積中・後期に本地区中央部で輝石安山岩の活動があつた事がわかつた。この活動は前川層推積後、下嵐江層推積時まで継続し、次第に酸性の活動に変わり、市野々原凝灰岩を推積させた。市野々原凝灰岩は、本地区中央部を噴出源とし噴出と同時に次第に盛り上り、基盤（前川層下部）をももち上げ、いわゆる「たかまり」を作る様な運動を絶えず行つていた。一方脊梁山脈の上昇によつて、下嵐江層推積の海は西方の海域より分離され、有機物に富んだ黒色淤泥岩が、市野々原凝灰岩の周辺を取り囲んで沈積した。その頃より急速に海退が行はれ、下嵐江層上部の推積期に入るのであるが、本地中央部の市野々原凝灰岩をもたらした火山活動はますます盛んになり、浅海性の入江となつた地域では貝化石を多く含んだ緑色砂岩及び凝灰質砂岩が推積し、各所に局部的な地層の擾乱・非常に著しい偽層の発達・不連続な亜炭層の挟在などの不規則な推積物をもたらした。

下嵐江層推積後は完全に陸化し、瑞山層推積前の侵蝕期に入るのであるが、下嵐江層全部を剥ぎとつて仕舞ふ程度の侵蝕量を示す所はなく、地区南部（第4図）の古期岩類より地層の突出した地域及び地区東部（第3図）の地域以外では、下嵐江層上部の数mを削り取つた程度に過ぎない。即ち地区南部或は東部に局部的に生じた構造的「たかまり」を削りとつてゐる。したがつて、下嵐江層推積後陸化した本地域には、中央部に市野々原凝

灰岩の「たかまり」と、南部に古期岩類の地畳の突入によつて生じた「たかまり」及び東部における若干の「たかまり」があり、これらがさかんに削剝されたのである。

瑞山層推積時はこれらの凹地が湖水と化し、いわゆる「たかまり」となっている地域よりの土・砂・礫の供給によつて、その下部を推積させ、高低差が非常に少なくなつた頃に石英安山岩の噴出があり、瑞山層上部が形成されたのである。しかし、中央部の市野々原凝灰岩によつてつくられている大きな「たかまり」はまだ可成り高い山として残つていたので、この周辺部では「たかまり」の中心に向つて Overlap する様に石英安山岩が直接市野々原凝灰岩を覆っている。

瑞山層推積後著しい地殻運動があり、本地域の地質構造の大部分は構成された。しかしこの運動は、下嵐江層の各所の「たかまり」を作つた運動と同じ性質のもので、下嵐江層と瑞山層の間に不整合が存在しているにもかかわらず、下嵐江層の分布及び構造曲線図（第7図・市野々原凝灰岩の分布及び構造図（第8図）並びに瑞山層の分布及び構造図（第9図）を比較しても大した構造の差は認められないことでも明らかである。

瑞山層推積後の地殻運動は脊梁山脈の上昇と之に伴つた各地の造構造運動と一致し、その後再び侵蝕が行はれ、鮮新世に入つて陸地は徐々に沈降し、海岸近くの湿地ないし北東方に延びた潟が形成され大平層が推積し、同時に下嵐層推積時以来の市野々原凝灰岩の「たかまり」の縁辺部より両輝石安山岩が噴出し、西半部の高い地域には国見山安山岩が形成された。国見山安山岩の活動は大平層推積後まで引続き、いたるところに両者の指交関係を生ぜしめた。大平層推積初期の海水（或は半鹹水）の侵入は北東部よりはじまり、次第に東部に拡がつて行つた。即ち北東部の大平層は基底部に蛎蠣殻礁を伴い、之に引続いて青灰色の淤泥岩が最も厚く推積している。これに反し、東部では基底部に亜炭を挟む非海成層があつて、この上に海成層が重なっている。この大平層推積初期の入江或は潟の形は、第9図に示した瑞山層の構造線を可成りよく反映している。即ち瑞山層の構造上の凹地が大平層海成層推積の場となつている。このことは、瑞山層の構造形成後、その構造を反映した地形が全く一変する程長期間侵蝕されていたのではないだろうと解釈する事を容易にしている。

大平層推積後の構造発達史については今回は何等附加すべきことがないので省略する。

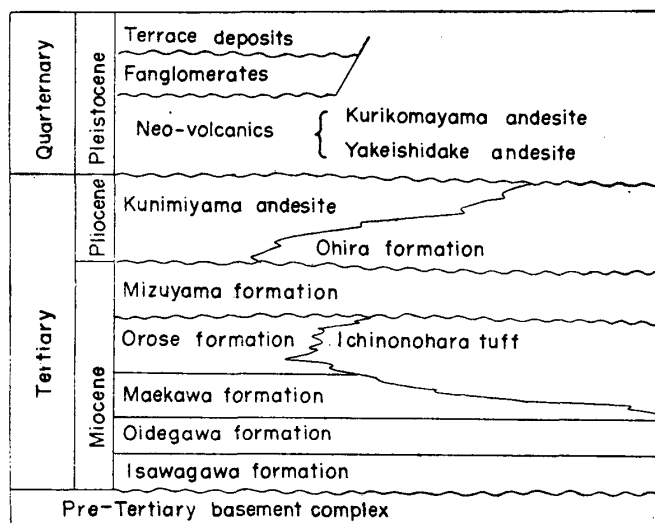
The Structural History of the Northern Part of Iwate Prefecture

By

Nobu Kitamura, Tamio Kotaka and Shôzô Hayasaka

Abstract

The stratigraphic sequence of the Cenozoic deposits of this area is revised as follows :



The Ichinonohara tuff and Kunimiyama andesites are proposed for units previously included in but here separated from Orose and Mizuyama formations, and from the Ohira formation, respectively, as abridged above.

The Ichinonohara acidic tuff intercalating with both the Orose and Maekawa formations in part is the result of volcanism during deposition of the two formations. It is distributed in the central part of this area, and comprises mainly dacitic breccia tuff and dacite lavas. The Kunimiyama andesite including its agglomerate to the Ohira formation is illustrated in Figs. 6 and 10.

The distribution and the structural contours of the Orose formation (Fig. 9) indicate strong structural deformation after deposition. In the northern and western parts of this area the Orose formation shows several sets of folds with NNW axes. In the central part of this area, the Orose formation is displaced by the Ichinonohara tuff. In the western part, it forms a broad synclinal basin

structure and gentle anticlinal structure. The Ichinonohara tuff is restricted to the central parts (Fig. 8). High closures of the structure contours in the western parts of Kunimiyama show that elevation occurred after or during the accumulation of the said tuff.

The distribution and the structure contours of the Mizuyama formation (Fig. 9) have structures similar to the underlying Orose formation and Ichinonohara tuff, regardless of the two being unconformable with each other. Thus it is inferred that deformation of the Orose formation and Ichinonohara tuff was revived after the deposition of the Mizuyama formation.

The Ohira formation and Kunimiyama andesite (Fig. 10) have no structural relation with the Mizuyama formation, thus it was deposited after the deformation of the Mizuyama formation. The centers of the Kunimiyama andesite volcanicity are situated in the central part of this area, where the Ichinonohara tuff is most thickly developed. On the contrary, the clastic sediments or the Ohira formation are thickened toward the eastern part of this area. The contour lines showing the change of thickness of the Ohira formation have NNE trend. This indicates that the invasions of the sea responsible for the deposition of Ohira formation was restricted to the lowlands which were constructed after the deformation of Mizuyama formation.